مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال سی‌ام، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۱، از صفحهٔ ۳۱۱ تا ۳۲۶

سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های گرانیتوئیدی درآلو، جنوب کرمان

محمد پارسایی[۱]، سارا درگاهی*[۲]، محسن آروین[۲]، علیرضا شاکر[۳]، نیما نظافتی[۱]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۳- گروه مهندسی معدن، مجتمع آموزش عالی زرند، زرند، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۶/۲۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۸/۲۲)

چکیده: گستره کانسار درآلو از نظر ساختاری در پهنه ایران مرکزی و کمان ماگمایی ارومیه دختر و در جنوب استان کرمان واقع است. در این منطقه، روانه‌های آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری ائوسن در معرض توده‌های نفوذی نیمه عمیق الیگومیوسن قرار گرفته‌اند. اغلب نمونه‌های نفوذی از نوع گرانودیوریت پورفیری تا مونزوگرانیت پورفیری با زمینه ریزدانه‌ای هستند و دگرسانی شدید از نوع فیلیک نشان می‌دهند. براساس شواهد کانی‌شناسی و زمین شیمیایی، سنگ‌های گرانیتوئیدی درآلو در سری آهکی قلیایی جای می‌گیرند و دارای طبیعت متاآلومین تا کمی پرآلومین و از نوع I هستند. در بیشتر نمونه‌ها، ناهنجاری منفی آشکاری از Nb-Ti دیده می‌شود که این امر با جدایش فازهای تیتانیوم‌دار چون تیتانیت و تیتانومگنتیت توجیه می‌شود. همچنین غنی‌شدگی آشکار در عناصر سنگ دوست درشت یون (چون K، Rb، Ba و Cs) و عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (چون، Nb، Ti و Zr) و عناصر خاکی نادر سنگین، از ویژگی‌های زمین شیمیایی ماگماهای تولید شده در محیط‌های فرورانش هستند. بنابراین چنین برداشت می‌شود که سنگ‌های گرانیتی درآلو باید در یک محیط کرانه فعال قاره‌ای، به علت فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در زمان ترشیری به وجود آمده باشند.

واژه‌های کلیدی: *سنگ‌های گرانیتی؛ نوع I؛ فرورانش؛ کمان ماگمایی ارومیه – دختر؛ کرمان.*

مقدمه

کمان ماگمایی ارومیه دختر با روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق، کمربندی آتشفشانی- نفوذی است که تشکیل آن از رخدادهای مهم در تاریخچه ماگمایی ایران محسوب می‌شود. این کمربند با طول تقریبی ۱۷۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۵۰ کیلومتر گسترش یافته است. این فاز ماگمایی، با ترکیب‌های متوسط از آهکی قلیایی تا پتاسیمی که در یک سامانه قوس- پشت قوس یا محیط قوس کششی رخداده است، مشخص می‌شود [۱-۸]. از آنجا که برخورد پوسته قاره‌ای عربستان با اوراسیا باعث بسته شدن اقیانوس نئوتتیس شده است، عواملی از قبیل فشرده شدن، دگرشکلی، ضخیم‌شدگی پوسته، پایین رفتن مرز سست کره- سنگ کره، سبب فراهم شدن گرما و فشار لازم برای فعالیت‌های ماگمایی شده است [۹-۱۱].

چنان که اشاره شد، تکامل کمان ماگمایی ارومیه - دختر در ارتباط با مراحل متوالی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس بوده که شامل فرورانش در کرتاسه - الیگوسن و برخورد قاره - قاره در نئوژن است [۱۲-۱۵]. بخش جنوبی کمان ارومیه – دختر، با نام کمربند ماگمایی کرمان یا کمربند مس کرمان، میزبان اصلی ذخایر نوع پورفیری در ایران است. این کمربند دربردارنده بزرگترین و بیشترین ذخایر مس گرمابی است که از این میان در پایانه جنوب‌شرقی، استان کرمان بیشترین تمرکز در پراکندگی معادن و نهشته‌ها را دارد [۱۶]. مهم‌ترین ویژگی این کمربند، گسترش توده‌های نفوذی آهکی قلیایی با سن ائوسن پایانی- الیگوسن و نیز میوسن بوده که به ویژه در میوسن پسین

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۱۹۸۲۸۲۲، نمابر: ۰۳۴۳۳۲۵۷۴۳۵، پست الکترونیکی: s.dargahi@uk.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.2.14.0]

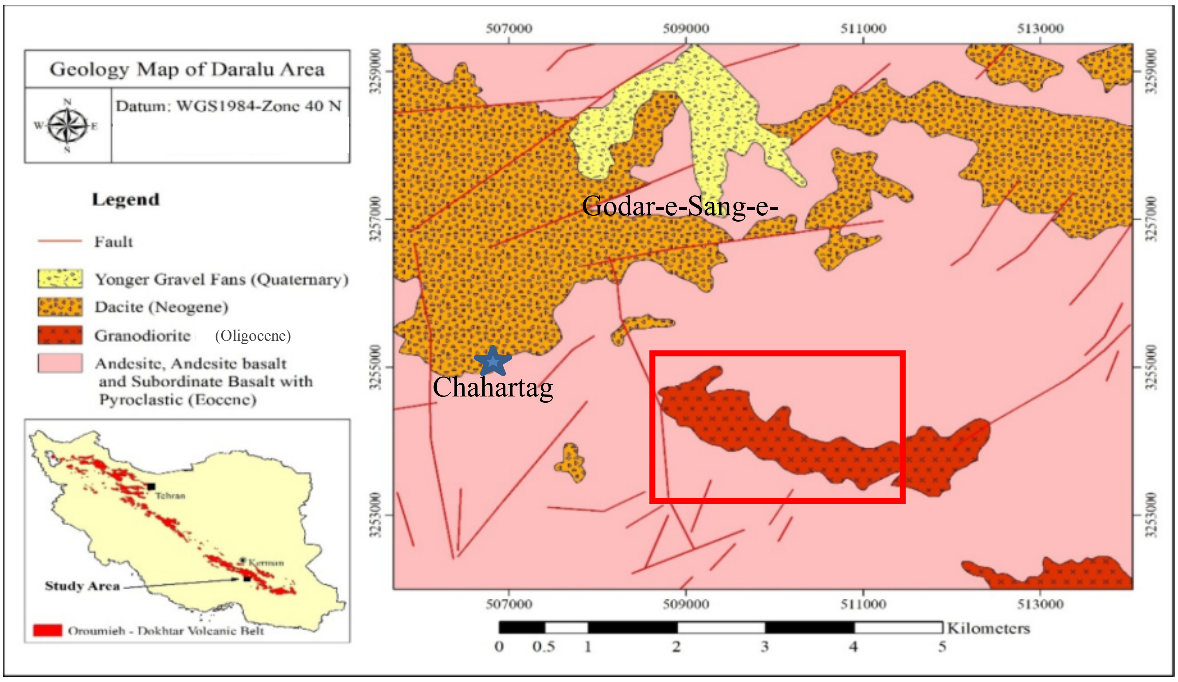
[DOI: 10.52547/ijcm.30.2.311]

با کانی‌سازی مس ± مولیبدن ± طلای نوع پورفیری همراه بوده است. توده‌های نفوذی ائوسن پایانی- الیگوسن که با نام "نوع کوه‌های بارز" معرفی شده‌اند، گسترش چشمگیری در کمربند کرمان، به ویژه در بخش جنوبی آن دارند [۱۶]. ترکیب این توده‌ها بیشتر شامل گرانیت تا گرانودیوریت، دیوریت، کوارتزدیوریت، کوارتزمونزونیت و به طور محلی گابرو با بافت غالب دانه‌ای است [۱۶-۱۹]. این توده‌ها گرایش آهکی قلیایی با پتاسیم متوسط تا بالا را نشان می‌دهند [۲۰،۱۸]. تاکنون کانی‌سازی فلزی چشمگیری همراه با آنها گزارش نشده است.

میوسن میانی - پسین، دوره از سرگیری فعالیت‌های ماگمایی است و بسیاری از توده‌های نفوذی کم ژرفا با ترکیب دیوریت تا کوارتزدیوریت، کوارتزمونزونیت، تونالیت و گرانودیوریت، به درون سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی قدیمی‌تر نفوذ کرده‌اند [۲۲،۲۱،۱۷]. توده‌های نفوذی اشاره شده، با نام گرانیتوئیدهای نوع کوه پنج [۱۶]، با کانه‌زایی مس نوع پورفیری در کمربند کرمان همراه هستند. این توده‌های نفوذی ویژگی آهکی قلیایی غنی از پتاسیم و گرایش زمین شیمیایی ماگماهای کمانی نوع I را نشان می‌دهند [۲۰].

منطقه درآلو از نظر جغرافیایی در ۵۰ کیلومتری بخش گلزار و ۱۲۰ کیلومتری شهر کرمان واقع است و از نظر زمین‌شناسی در بخش جنوبی کمربند ارومیه - دختر، که به عنوان مهم‌ترین بخش کانه‌زایی مس در جنوب کمربند مس کرمان شناخته می‌شود، قرار دارد (شکل ۱). بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ساردوئیه، همه منطقه با واحدهای آتشفشانی و توده‌های نفوذی پوشیده شده است. مهمترین واحدهای رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، همراه با نفوذی‌های گرانیتوئیدی نیمه عمیق هستند که در این مقاله از آن‌ها به نام توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری یاد می‌شود و میزبان اصلی کانی‌زایی مس در منطقه هستند. این مجموعه با دایک‌های تاخیری قطع شده است. بر اساس روابط چینه‌نگاری، سن این نفوذی‌ها از الیگوسن و تا پلیوسن است.

در چند دهه گذشته و به ویژه در ده سال اخیر، بررسی‌های گسترده‌ای در ارتباط با تعیین خاستگاه توده‌های نفوذی مولد کانه‌زایی مس در کمربند مس کرمان انجام شده است، بیشتر این پژوهش‌ها، در نیمه شمال غربی این کمربند جایی که دو دسته یا خوشه کانسار مهم میدوک و سرچشمه قرار دارند متمرکز بوده است. البته بررسی چندانی پیرامون ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه توده‌های مولد کانه‌زایی مس در بخش جنوبی کمربند مس کرمان انجام نشده است. بنابراین در این پژوهش، با بررسی دقیق سنگ‌شناسی و روابط بافتی موجود در نمونه‌های سنگی و نیز با تکیه بر یافته‌های زمین شیمیایی برآمده از بررسی عناصر اصلی، فرعی و نادر آن، جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه توده نفوذی نیمه‌عمیق درآلو به عنوان مهم‌ترین نهشته کانه‌زایی مس در بخش جنوب کمربند مس کرمان تعیین شد.



شکل ۱ نقشه زمین شناسی منطقه معدن درآلو برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ ساردوئیه [۲۳] با تغییرات.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.2.14.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.2.311]

زمین‌شناسی منطقه

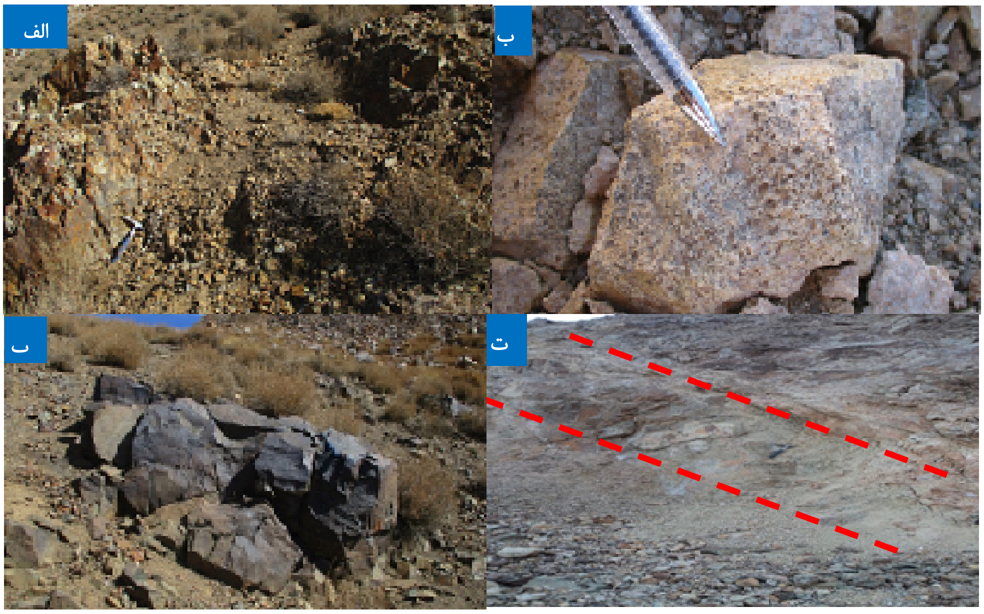
منطقه اکتشافی درآلو در بخش جنوبی کمربند مس کرمان و در امتداد یک پهنه گسلی با روند شمال غرب- جنوب شرق با طول ۱۰ کیلومتر و عرض حدود ۱ کیلومتر قرار دارد. ذخیره درآلو در بخش‌های پایانی این پهنه گسلی قرار دارد. قدیمی-ترین واحدهای سنگی که در منطقه درآلو رخنمون دارند، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن هستند که ترکیب آنها شامل گدازه‌های آندزیتی همراه با توف و برش آتشفشانی است. این سنگ‌ها میزبان توده‌نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری با تنوع سنگی گرانودیوریت پورفیری تا مونزوگرانیت پورفیری هستند.

توده‌های یادشده در بخش‌های سطحی به شدت دگرسان شده‌اند، به طوری که کانی‌های تیره با کلریت، اپیدوت و کمی کلسیت و فلدسپارها با کانی‌های رسی، سریسیت و کلسیت جایگزین شده‌اند. توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری در بخش‌های عمیق حفاری سالم‌تر است و از دگرسانی‌های موجود در آنها می‌توان به دگرسانی فیلیک و پتاسیمی اشاره کرد (شکل ۲).

تقریبا همه واحدهای سنگی در منطقه مورد بررسی با دایک‌های پس از کانه‌زایی با ترکیب دیوریت و دیاباز قطع شده‌اند. دایک‌های دیوریتی بیشتر در بخش‌های شرقی- مرکزی و غربی منطقه رخنمون دارند و طول آنها از ۱۰ تا ۸۰ متر و ستبرای آنها از ۱ تا ۳ متر متغیر است. روند کلی دایک‌های منطقه بیشتر شمال غرب- جنوب شرق و تقریباً موازی با روند ساختاری اصلی در منطقه است. دایک‌های دیابازی به دلیل قرار گرفتن در معرض سیال‌های گرمابی، دستخوش دگرسانی‌های شدیدی شده‌اند. در این مورد، رنگ رخنمون به زرد لیمویی تا سفید تغییر کرده است. در میان دایک‌ها، بیشترین گسترش را دایک‌های دیابازی دارند، این دایک‌ها با شدت‌های متفاوتی دگرسان شده‌اند. طول این دایک‌ها از ۳۰ تا ۱۵۰ متر و ستبرای آنها از ۲ تا ۵ متر متغیر است.

روش بررسی

با بازدیدهای صحرایی از منطقه مورد بررسی و نمونه برداری از همه واحدها، بیش از ۲۰۰ نمونه سطحی و مغزه حفاری جمع‌آوری شد. سپس برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و تعیین ویژگی‌های انواع سنگ‌های موجود، تعداد ۱۲۰ مقطع نازک تهیه گردید. از بین نمونه‌های مربوط به واحد نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری، تعداد ۱۴ نمونه با کمترین میزان دگرسانی برای تجزیه به روش‌های طیف‌سنجی نشر اتمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-AES)، جهت اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS)، برای اندازه‌گیری عناصر فرعی و نادر) به شرکت زرآزما ارسال شد. سپس با رسم داده‌های به دست آمده تجزیه‌های شیمیایی بر نمودارهای سنگ شناسی، با نرم افزارهای GCDKit 3.2 وIgpet 2007، تحلیل‌های پایانی در ارتباط با منطقه مورد بررسی صورت گرفت.



شکل ۲ (الف) نمایی از توده نفوذی دگرسان شده توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری (دیده به سمت شمال). (ب) نمایی از سنگ‌های به شدت سیلیسی و شامل کوارتز ثانویه در توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری. (پ)نمایی از دایک گابرویی دگرسان شده (فیلیکی) (دید به شمال‌شرقی) (ت) نمایی از دایک دیوریتی با میزبان واحد آذرآواری و آتشفشانی حدواسط ائوسن (دید به شمال‌شرقی).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.2.14.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.2.311]

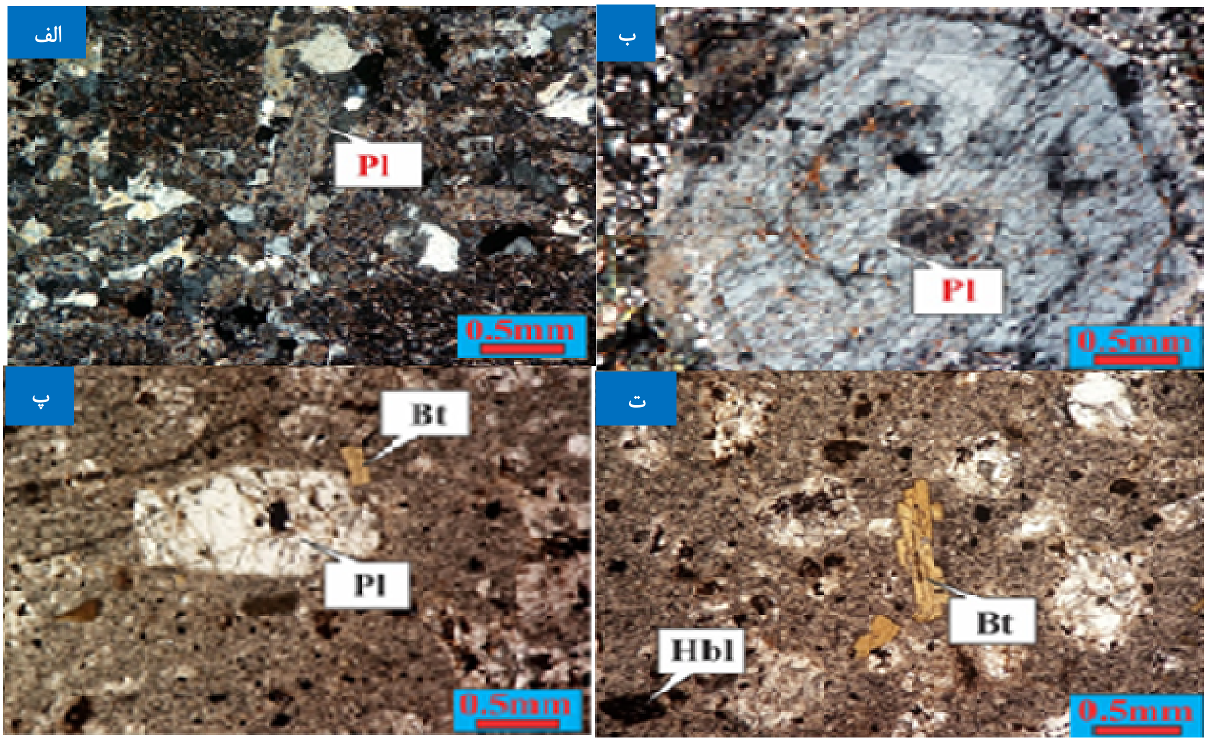
سنگ‌نگاری

واحد نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری بیشترین گسترش را در بخش‌های شرقی، مرکزی و غربی منطقه دارند، این توده نفوذی نیمه‌عمیق دارای بافت پورفیری و شامل بلورهای پلاژیوکلاز (به طور میانگین ۴۰ درصد) که بیشتر به صورت درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و یا بلورهای ریز در زمینه دیده می-شوند است. درشت بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل چندریخت اغلب به کانی‌های رسی و سریسیت تجزیه شده‌اند. از دیگر کانی‌ها می‌توان به کوارتز (به طور میانگین ۲۰ درصد)، فلدسپار پتاسیم (به طور میانگین ۳۵درصد)، هورنبلند (با میانگین ۲ درصد) و بیوتیت (با میانگین ۲ درصد) و حدود ۱ درصد کانی‌های فرعی چون آپاتیت و اسفن اشاره نمود (شکل ۳).

بحث و بررسی

زمین شیمی

آنچه در تفاسیر زمین شیمی باعث برخی مشکلات در دستیابی به یک نتیجه نهایی مطمئن و روشن می شود، میزان دگرسانی در سنگ‌های هر منطقه و اثر آن بر عیار عناصر اصلی و فرعی است. از این رو، در شرایط آرمانی، همه نمونه‌های برگزیده برای انجام آزمایش‌های زمین شیمی باید بدون هیچ گونه دگرسانی باشند البته از آنجا که در سامانه‌های طبیعی اغلب دستیابی به چنین نمونه‌هایی غیر ممکن است، پژوهشگران تلاش می‌نمایند تا با در نظر گرفتن ملاحظات، نمونه‌های مناسب با کمترین آثار دگرسانی را انتخاب نموده و برای اهداف زمین شیمی به کار برند. بر این اساس، نمونه های با مقادیر مواد فرار (LOI) برابر و یا کمتر از یک درصد به عنوان نمونه‌های غیر دگرسان شناخته می‌شوند [۲۴] و همچنین نمونه‌های با مقادیر LOI بین یک تا سه درصد، نمونه‌های با دگرسانی متوسط و سرانجام نمونه‌هایی با LOI بیش از سه درصد نمونه‌های دگرسان در نظر گرفته می‌شوند [۲۵]. این در حالی است که مک لیمور و همکاران [۲۶] نمونه‌های با LOI کمتر از ۳ درصد را به عنوان نمونه‌های غیر دگرسان در نظر می‌گیرند. برپایه این مرز بندی پیشنهادی و با توجه به شواهد کانی‌شناسی و داده‌های زمین شیمیایی، نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری به ۴ گروه با دگرسانی کم، متوسط، شدید و بسیار شدید تقسیم شدند (جدول۱)؛ هرچند همه نمونه‌ها بر نمودارهای زمین شیمیایی جایابی شده‌اند، ولی ملاک نتیجه گیری از نمودارها، نمونه‌های سنگی با دگرسانی کمتر است.



شکل۳ تصاویر میکروسکوپی واحد نفوذی درآلو پورفیری. (الف) سریسیتی شدن بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های گرانودیوریتی، (ب) وجود منطقه بندی در بلور پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی به همراه دگرسانی سریسیتی و کائولینیتی در بخش‌های کلسیمی‌تر بلور، (پ) حضور بیوتیت و پلاژیوکلاز و تشکیل بافت پورفیری در گرانودیوریت‌ها و (ت) حضور بیوتیت و آمفیبول به شدت دگرسان شده در نمونه‌های گرانودیوریتی. (Pl = پلاژیوکلاز، Hbl= هورنبلند، Bt= بیوتیت [۲۷]).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.2.14.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.2.311]

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر متعلق به نمونه‌های سنگی منطقه درآلو.

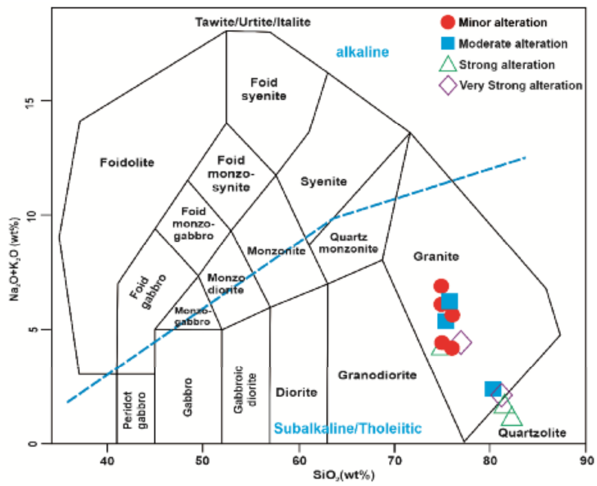
نمونه	A1	A2	A3	A4	A5	A6
درجه دگرسانی	ضعیف					
SiO_2	۷۴.۶۲	۷۳.۳۴	۷۲.۵۵	۷۲.۱۵	۷۲.۳۳	۷۳.۲۳
TiO_2	۰.۲۶	۰.۲	۰.۳۳	۰.۲	۰.۲	۰.۳۱
Al_2O_3	۱۴.۳۵	۱۳.۴۵	۱۳.۹۲	۱۱.۷۷	۱۲.۵	۱۲.۲۱
Feo	۰.۹۵	۲.۰۵	۲.۴۷	۳.۵۶	۲.۴۴	۲.۲۶
MnO	۰.۰۱	۰.۰۷	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۰۳	۰.۰۳
MgO	۰.۱۹	۰.۷۲	۱.۳۷	۰.۶۵	۰.۴۹	۱.۳۹
CaO	۲.۳۴	۱.۷۲	۱.۷۹	۱.۸۱	۱.۷۸	۲.۷۶
Na_2O	۵.۰۲	۳.۸۲	۳.۳۸	۳.۱۴	۳.۴۹	۲.۸۶
K_2O	۰.۴۷	۱.۴۱	۰.۸	۲.۵۸	۳.۰۹	۱.۱۱
P_2O_5	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۸
BaO	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۰۱
S	۰.۰۵	۰.۱۹	۰.۲۴	۰.۰۶	۰.۱۶	۰.۶
LOI	۱.۳	۲.۰۵	۲.۰۹	۲.۴۱	۲.۵۱	۲.۶۶
Total	۹۹.۶۳	۹۹.۱۱	۹۹.۰۴	۹۸.۵۲	۹۹.۱۲	۹۹.۵۱
Sc	۳.۹	۴.۹	۷.۶	۵	۵.۳	۸.۹
Be	۱	۰.۹	۰.۹	۰.۸	۰.۸	۰.۸
V	۲۵	۲۸	۵۶	۳۱	۲۹	۶۵
Ba	۱۵۵	۳۸۲	۲۰۰	۷۸۴	۶۱۵	۱۱۱
Sr	۱۸۱.۲	۱۸۵.۵	۲۲۶.۲	۱۵۶.۵	۱۴۸.۸	۲.۷
Y	۵	۵.۴	۵	۷.۱	۸.۷	۸.۲
zr	<۵	<۵	۹	۶	<۵	۱۶
Cr	۸	۶	۲۲	۱۵	۱۶	۱۲
Co	۱	۳.۲	۷.۱	۳.۱	۴.۱	۵.۶
Ni	۱	۲	۷	۲	۲	۴
Cu	۱۹	۱۹۱۷	۱۵۱۸	۶۳	۱۱۰	۳۳
Zn	۷	۵۲	۶۸	۳۹	۳۲	۴۵
As	۰.۱	۳.۸	۰.۹	۰.۱	۰.۱	۱.۲
Rb	۲	۲۹	۲۰	۵۱	۵۲	۳۹
Nb	۵.۴	۴.۲	۴.۹	۴.۴	۵	۴.۳
Mo	۱.۴	۴.۹	۲۱.۲	۵.۲	۴.۱	۱۳.۸
Ag	۰.۱	۰.۴	۰.۴	۰.۱	۰.۱	۰.۱
Sn	۲.۹	۱.۷	۲.۴	۰.۸	۰.۹	۲.۱
Sb	۰.۷	۲.۹	۰.۸	۱.۱	۱.۲	۱.۱
Cs	۲.۸	۵	۱۲.۸	۴.۶	۳	۱.۸
La	۴	۸	۷	۸	۱۲	۹
Ce	۱	۸	۵	۸	۱۵	۱۷
Pr	۰.۵۶	۱.۵	۱.۱۹	۱.۳۲	۲.۱۸	۳.۰۹
Nd	۵.۳	۷.۸	۷.۱	۷.۶	۱۰	۱۵.۶
Sm	۱.۰۴	۱.۳۷	۱.۳۲	۱.۵۸	۱.۹۳	۳.۲۹
Eu	۰.۴۸	۰.۴	۰.۳۴	۰.۵۴	۰.۵۲	۰.۵۹
Gd	۱.۱۱	۱.۲۶	۱.۳۵	۱.۳۳	۱.۷۵	۲.۷۹
Tb	۰.۲۱	۰.۲۲	۰.۲۴	۰.۲۴	۰.۲۹	۰.۴
Dy	۱.۴۹	۱.۴۹	۱.۶۶	۱.۶۱	۱.۹۱	۲.۴
Er	۰.۸۲	۰.۸۷	۰.۸۴	۰.۸۹	۱.۰۵	۱.۰۵
Tm	۰.۱۷	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۶	۰.۱۸	۰.۱۶
Yb	۰.۹	۰.۹	۱.۶	۱	۱	۰.۹
Lu	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۱۲	۰.۱۶	۰.۱۷	۰.۱۲
Hf	۰.۵	۰.۵	۱.۰۴	۰.۵	۰.۵	۰.۵
Ta	۰.۴۵	۰.۴۴	۰.۴۷	۰.۴۲	۰.۴۴	۰.۳۶
W	۲.۹	۱.۴	۲.۴	۱.۲	<۱	۳.۵
Tl	<۰.۱	۰.۱۶	۰.۲	۰.۳۲	۰.۳	۰.۲۷
Bi	۰.۱	۰.۳	۰.۵	۰.۱	۰.۱	۰.۱
Th	۸.۳۶	۸.۹۳	۶.۱۹	۷.۱	۸.۲۳	۵.۲
U	۱.۵	۰.۹	۱.۲۶	۰.۷	۱.۴	۰.۵
Cd	۰.۱	۰.۱	۰.۲	۰.۱	۰.۱	۰.۲
In	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵
Li	۱۳	۱۱	۱۸	۸	۹	۷
Se	<۰.۵	۲.۵۲	۲.۸۸	۰.۶۶	۱.۲	۴.۱۹
Te	<۰.۱	۰.۱۵	۰.۴۲	۰.۱۸	۰.۲۴	۰.۱۸

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.2.14.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.2.311]

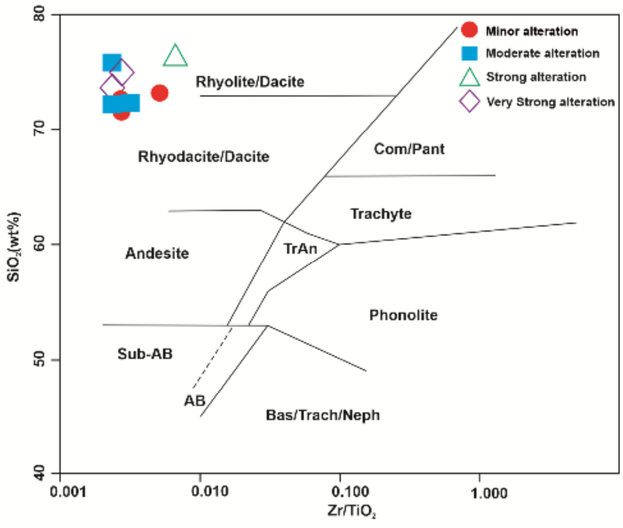
ادامه جدول ۱

نمونه	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14
درجه دگرسانی	متوسط			شدید			بسیار شدید	
SiO_2	۷۲.۳	۷۲.۲۷	۷۵.۷۸	70.48	۷۶.۲۳	76.61	۷۳.۸	۷۵.۰۴
TiO_2	۰.۲۱	۰.۲۲	۰.۲۱	۰.۲۲	۰.۳	۰.۲۳	۰.۲۱	۰.۱۸
Al_2O_3	۱۳.۳۶	۱۳.۵	۱۳.۵۴	۱۲.۵۸	۱۲.۳۶	۱۲.۹۹	۱۴.۵۲	۱۰.۹
Feo	۲.۱۱	۲.۵۱	۱.۹۴	۲.۰۷	۲.۳۵	۱.۹۲	۲.۰۸	۳.۴۸
MnO	۰.۰۶	۰.۰۷	<۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲
MgO	۰.۴۸	۰.۳۶	۰.۳۳	۰.۷	۰.۴۳	۰.۲	۰.۴۱	۰.۴۱
CaO	۲.۱۱	۰.۸۸	۰.۱۵	۳.۷۸	۲۴.	۰.۲	۰.۶۲	۰.۳۶
Na_2O	۳.۲۲	۲.۷۶	۰.۱۲	۳.۳۱	۰.۰۶	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۱۱
K_2O	۱.۸۲	۳.۱	۲	۰.۵۴	۱.۳۸	۰.۶۸	۳.۹۷	۱.۷۸
P_2O_5	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۵
BaO	۰.۰۴	۰.۰۹	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۶	۰.۰۲
S	۰.۱۲	۰.۰۲	۱.۳۴	۰.۱۱	۰.۶۸	۰.۸۱	۰.۷۹	۱.۶۸
LOI	۳.۳۴	۳.۵۸	۴.۴۷	۵.۳۴	۵.۳۹	۵.۹۲	۳.۲۶	۵.۵۷
Total	۹۹.۲	۹۹.۳۹	۹۹.۹۵	۹۹.۱۷	۹۹.۵۲	۹۹.۸	۹۹.۹۳	۹۹.۶
Sc	۵	۵.۵	۴.۹	۴.۶	۷.۹	۴.۶	۴.۴	۴.۲
Be	۰.۸	۰.۸	۰.۴	۰.۸	۰.۴	۰.۵	۰.۴	۰.۵
V	۲۹	۳۱	۳۱	۳۰	۵۲	۲۷	۲۸	۳۹
Ba	۳۸۲	۷۳۴	۳۹۹	۹۳	۸۸	۷۹	۵۲۲	۱۶۷
Sr	۱۴۱.۴	۱۱۸.۶	۱۲.۱	۱۳۰.۱	۱۲.۱	۲۱	۱۲.۴	۱۵
Y	۷	۱۰	۵.۸	۵.۶	۱۴.۶	۶.۱	۴.۵	۵.۵
Zr	۵	۷	۵	<۵	۲۰	<۵	۵	۵
Cr	۶	۱۶	۸	۲۰	۲۹	۷	۸	۱۶
Co	۲.۶	۳	۱۰.۷	۳.۲	۱۱.۶	۵.۸	۲.۱	۱۳.۲
Ni	۱	۲	۲	۵	۸	۲	۱	۷
Cu	۲۹۸	۷۳	۳۶۴۸	۸۵۹	۲۱۱۲	۲۱۱۹	۳۳	۴۵۴۴
Zn	۳۴	۳۱	۴۸	۲۷	۹۳	۱۰۲	۵	۴۹
As	<۰.۱	<۰.۱	>۱۰۰	۸۴.۵	۵۴.۸	۹۴.۲	۱	>۱۰۰
Rb	۵۲	۶۰	۵۸	۴	۶۳	۱۷	۱۰۷	۶۲
Nb	۵.۱	۵.۹	۵.۸	۴.۶	۳.۸	۴.۷	۴.۷	۲.۷
Mo	۴.۱	۶.۴	۲۳.۸	۶	۴۲.۲	۵۸.۷	۹.۲	۸.۵
Ag	<۰.۱	<۰.۱	۰.۸	۰.۲	۰.۳	۰.۳	<۰.۱	۱.۳
Sn	۰.۸	۰.۶	۴.۸	۰.۹	۲.۶	۱.۶	۶	۳.۷
Sb	۲.۲	۳.۶	>٪۰.۰۱	۱.۶	>٪۰.۰۱	>٪۰.۰۱	۵.۲	>٪۰.۰۱
Cs	۸.۶	۳.۵	۷.۴	۲.۷	۷.۴	۵.۴	۱۰	۶.۹
La	۹	۱۳	۵	۵	۱۲	۵	۱۷	۴
Ce	۹	۱۷	۲	۵	۱۷	۴	۲۱	<۱
Pr	۱.۵۵	۲.۳۴	۰.۹۲	۰.۹۸	۲.۶۷	۱.۳۱	۲.۹۴	۰.۵۹
Nd	۸.۲	۱۰.۶	۶.۴	۶.۸	۱۲.۹	۷.۹	۱۲.۵	۵.۵
Sm	۱.۶۱	۲.۱	۱.۲۱	۱.۲۲	۲.۵۶	۱.۵	۲.۲۲	۱
Eu	۰.۴۶	۱.۶۱	۰.۳۶	۰.۳۶	۰.۷	۰.۴۲	۰.۵۲	۰.۲۲
Gd	۱.۵۲	۱.۸۱	۱.۲۱	۱.۲۴	۲.۵۷	۱.۴۳	۱.۶	۱.۱
Tb	۰.۲۶	۰.۳۱	۰.۲۲	۰.۲۳	۰.۴۴	۰.۲۴	۰.۲۴	۰.۲۱
Dy	۱.۶۸	۲.۰۸	۱.۴۵	۱.۴۳	۲.۸۵	۱.۵۹	۱.۶	۱.۳۵
Er	۰.۸۸	۱.۱۸	۰.۷۲	۰.۷۵	۱.۶۳	۰.۸۱	۰.۶۶	۰.۷۳
Tm	۰.۱۵	۰.۲۱	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۲۵	۰.۱۵	۰.۱۳	۰.۱۴
Yb	۰.۹	۱.۲	۰.۸	۰.۸	۱.۳	۰.۸	۰.۷	۰.۸
Lu	۰.۱۴	۰.۲	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۲۳	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۱۱
Hf	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵
Ta	۰.۷۴	۰.۴۶	۰.۶۵	۰.۳۸	۰.۳۷	۰.۴۲	۰.۴۲	۰.۳۵
W	۱.۳	۱.۷	۲.۷	<۱	۲	۱.۴	۵.۹	۱.۸
Tl	۰.۳	۰.۳۴	۰.۴	<۰.۱	۰.۴۳	۰.۱۶	۰.۶۹	۰.۴
Bi	۰.۳	<۰.۱	۰.۶	<۰.۱	۱.۱	۰.۴	۰.۸	۱.۴
Th	۷.۸۱	۸.۳۲	۷.۹۵	۶.۹۱	۵.۳۱	۷.۶۸	۸.۶۶	۷.۵۹
U	۰.۷	۰.۷۳	۱.۲	۰.۶	۰.۶	۰.۶	۰.۶	۰.۷
As	<۰.۱	<۰.۱	>۱۰۰	۸۴.۵	۵۴.۸	۹۴.۲	۱	>۱۰۰
Cd	<۰.۱	<۰.۱	۰.۶	۰.۵	۰.۳	۰.۴	<۰.۱	۰.۵
In	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵
Li	۱۰	۱۲	۴۷	۹۴	۴۱	۸۳	۴	۱۶۹
Se	۱.۱۹	<۰.۵	۴.۴۴	۱.۶۲	۴.۸۶	۳.۹۵	۲.۱۵	۱۰.۱۸
Te	۰.۱۷	۰.۱۹	۰.۶۸	۰.۲	۰.۵۹	۰.۲	۰.۴۳	۰.۵۶

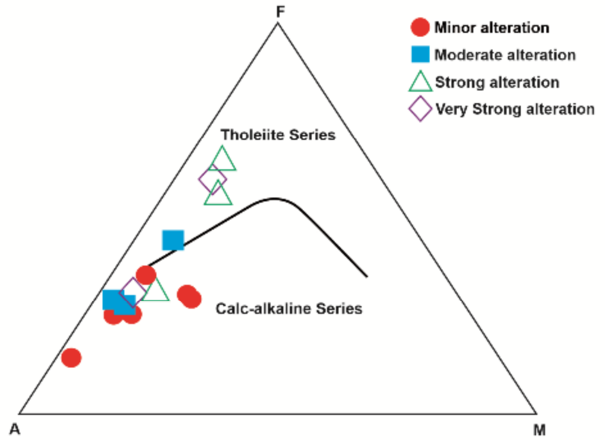
به منظور رده بندی زمین شیمیایی نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلوپورفیری، از نمودار مجموع اکسیدهای قلیایی نسبت به سیلیس [۲۸] (شکل ۴) استفاده شد. بر این اساس، نمونه‌های درآلو پورفیری در گستره گرانیت قرار دارند. از آنجاکه تقریباً همه نمونه‌های سنگی مورد بررسی تا حدی دستخوش دگرسانی گرمابی شده‌اند، نمودار میدل موست [۲۸] ممکن است به دلیل پویایی بالای عناصر قلیایی، با تردید همراه باشد؛ از این رو، از نمودار Zr/TiO_2-SiO_2 [۲۹] که برپایه عناصر غیر متحرک فرعی و نادر است، نیز استفاده شد (شکل ۵). نتایج برآمده از این نمودار با نمودار میدل موست [۲۸] همخوانی دارد؛ در نمودار میدل موست، همه نمونه‌ها در گستره نیمه قلیایی قرار دارند. در نمودارهای AFM [۳۰] (شکل ۶) برای تفکیک سری‌های آهکی قلیایی از تولئیتی، نمونه‌ها اغلب در گستره آهکی قلیایی واقع هستند. براساس نمودار A/NK نسبت به A/CNK (درجه اشباع آلومین [۳۱]) (شکل ۷)، نمونه‌های منطقه مورد بررسی، در گستره متاآلومین تا پرآلومین قرار دارند. قرارگیری برخی نمونه‌ها در گستره پرآلومین را می‌توان به جدایش هورنبلند [۳۲] و یا به مقدار متفاوت آب در سنگ مادر و دگرسانی نسبت داد [۳۳]، به طوری که با ادامه روند جدایش و خروج کانی هورنبلند، مقدار آلومینیوم در مذاب باقی مانده افزایش می‌یابد. سریسیتی‌شدن نیز دلیل دیگری است که نمونه‌ها بر خلاف انتظار، طبیعت پر آلومین نشان دهند. البته با توجه به ماهیت جدایش یافته سنگ‌ها و همچنین دگرسانی نمونه‌ها، به نظر می‌رسد که امکان جدایش و دگرسانی سریسیتی در این مورد باید بیشتر باشد.



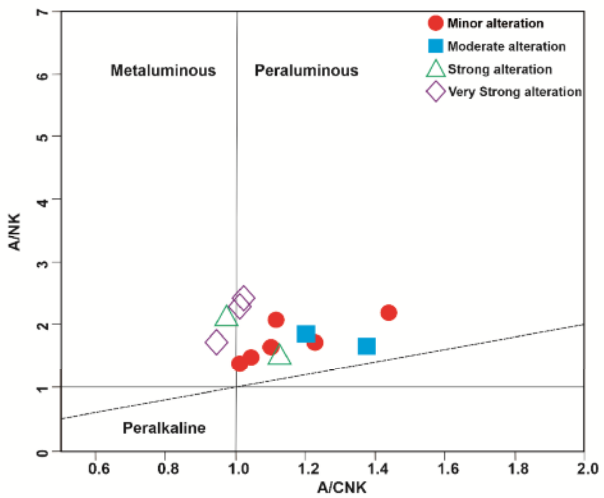
شکل ۴ جانمایی نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری در نمودار مجموع اکسیدهای قلیایی نسبت به سیلیس [۲۶] که براساس آن، توده‌های نفوذی در گستره گرانیت و گرانودیوریت قرار دارند.



شکل ۵ جانمایی نمونه‌های واحد نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری در نمودار Zr/TiO_2-SiO_2 [۲۷].



شکل ۶ جانمایی نمونه‌های واحد نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری در نمودار AFM [۳۰] که نشانگر گرایش آهکی قلیایی آنهاست.



شکل ۷ جانمایی نمونه‌های واحد نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری در نمودار A/NK نسبت به A/CNK (درجه اشباع آلومین) [۳۱]، که براساس آن، بیشتر نمونه ها در گستره، پرآلومین قرار دارند.

جایگاه زمین‌ساختی واحدهای سنگی

نمودارهای تفکیک محیطهای زمین‌ساختی ماگمایی برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی نخستین بار توسط پیرس و کن (۱۹۷۳) [۳۴] پیشنهاد شدند. در این نمودارها، اغلب از عناصر نادر با شدت میدان بالا (HFSe) چون Ti، Zr ، Y و Hf که در سیال‌های آبگین به نسبت غیر متحرک هستند، استفاده می‌شود. استفاده از عناصر نادر غیرمتحرک امکان کاربست این نمودارها برای سنگ‌های دگرسان و هوازده را فراهم می‌نماید. با این وجود، در بررسی نتایج هر نمودار اثر امکان تحرک عناصر مورد استفاده باید در نظر گرفته شود.

در نمودار Th/Hf در برابر نسبت لگاریتمی Ta/Hf [۳۵] بر پایه عناصر نادر غیرمتحرک، گرانیت‌های درون صفحه‌ای به خوبی از نوع کرانه فعال قاره‌ای جدا شده‌اند. براساس این نمودار، همه نمونه‌های توده نیمه عمیق مورد بررسی از محیط-های وابسته به فرورانش و گستره کرانه فعال قاره‌ای هستند (شکل ۸).

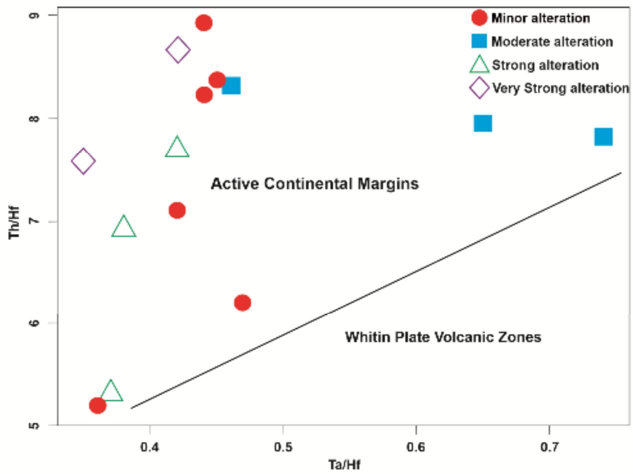
پیرس و همکاران [۳۶] گرانیتوئیدها را به عنوان یک سنگ درونی با بیش از ۵٪ کوارتز مودال تعریف کرده و با استفاده از غلظت عناصر نادر Nb ,Y, Yb و Ta جایگاه‌های مختلف زمین ساختی آنها را از هم تفکیک کردند (شکل ۹). براین اساس، گرانیتوئیدها به چهار گروه زمین‌ساختی ماگمایی اصلی شامل گرانیت‌های پشته اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های قوس آتشفشانی اقیانوسی و کرانه قاره (VAG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های برخوردی (Syn-COLG) تقسیم می‌شوند. برپایه این نمودارها، نمونه‌های مورد بررسی همه در گستره گرانیت‌های کمان ماگمایی قرار دارند.

از مجموعه شواهدی که در ادامه بیان می‌شوند نیز می‌توان محیط زمین‌ساختی تشکیل توده نفوذی نیمه عمیق درآلو را

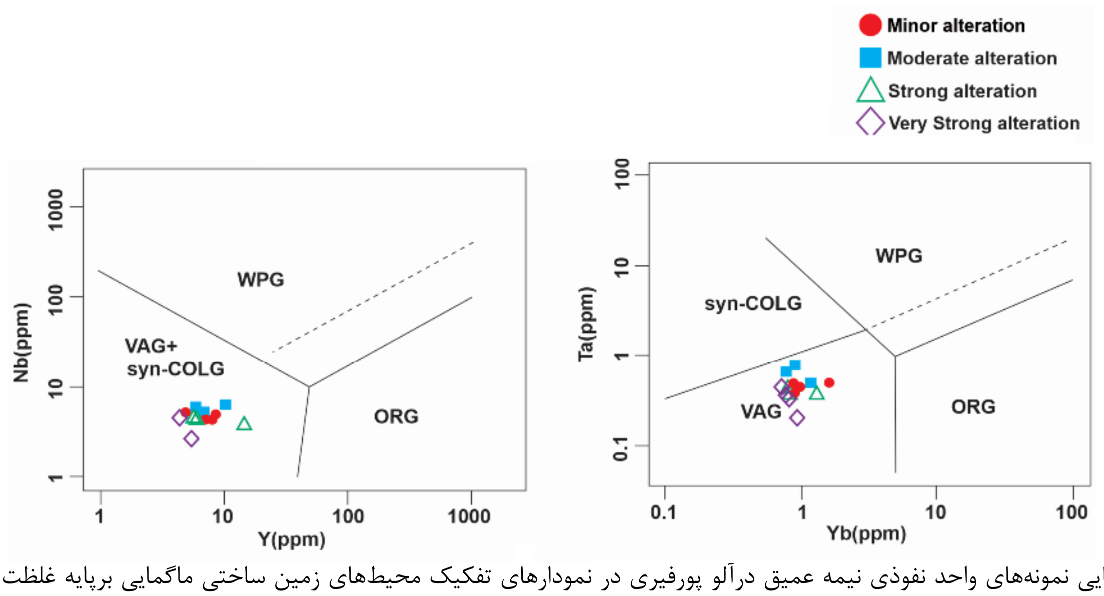
تعیین نمود. در محیط‌های فروارنش، مقدار Th افزایش می‌یابد [۳۵] و نسبت Th/Ta در سنگ‌های وابسته به فروارنش در کرانه فعال قاره‌ها حدود ۶-۲۰ است [۳۵]. این نسبت در سنگ‌های مورد بررسی از ۱۳٫۶ تا ۲۵٫۶ تغییر می‌کند که تقریبا با محیط یاد شده همخوانی دارد. نسبت Th/Ta عامل ارزشمندی برای تعیین محیط زمین‌ساختی و خاستگاه است، چرا که این دو عنصر طی فرآیندهای ذوب و تبلور رفتارهای مشابهی دارند [۳۷].

سنگ‌های توده نفوذی مورد بررسی از HFSEها تهی هستند و نسبت Nb/Y در آنها پایین است. نسبت پایین Nb/Y از ویژگی‌های سنگ‌های برآمده از قوس ماگمایی وابسته به فروارنش است [۳۹،۳۸].

مقادیر بالای نسبت Ba/Nb (بیش از ۲۸) نیز شاخص سنگ‌های شکل گرفته در مناطق وابسته به فروارنش در کرانه فعال قاره‌ای است [۴۰]. این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی بیش از ۲۸ و به طور متوسط حدود ۱۱۲ است. همچنین، نسبت Nb/U در سنگ‌های گرانیتی پوسته قاره‌ای برابر با ۶.۲ [۴۱] و در بازالت‌های قوس اقیانوسی و پشته‌های میان اقیانوسی برابر با ۱۰±۴۷، [۴۲] است. نمونه‌های مورد بررسی با نسبت پایین Nb/U شبیه سنگ‌های پوسته قاره‌ای هستند و امکان تشکیل آنها از محیطی وابسته به پوسته اقیانوسی وجود ندارد.



شکل ۸ نمودار تغییرات نسبت Th/Hf در برابر نسبت لگاریتمی Ta/Hf [۳۵] در واحد نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری که بر پایه آن، همه نمونه‌ها در گستره کرانه فعال قاره‌ای قرار دارند.



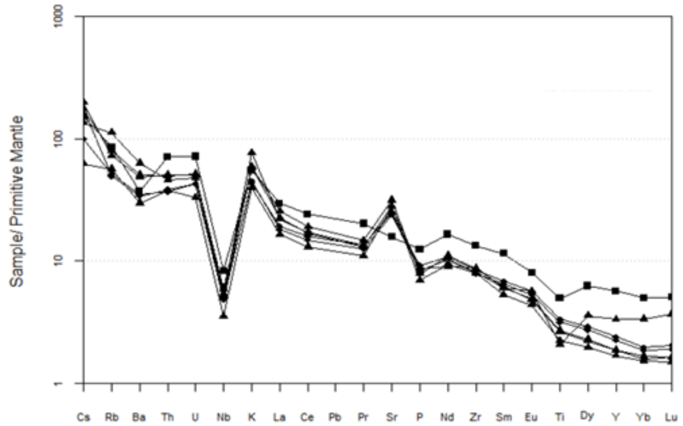
شکل ۹ جانمایی نمونه‌های واحد نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری در نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین ساختی ماگمایی برپایه غلظت عناصر کمیاب (Nb وTa، Y، Yb) [۳۹]، که نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های کمان آتشفشانی قرار دارند.

الگوي تغييرات عناصر كمياب نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری بهنجار شده به گوشته اولیه [۴۳] (شكل ۱۰)، نيز نشان می‌دهد كه عناصر ناسازگار با پتانسيل يوني پايين و متحرک (LILE) چون Rb , K , Ba به همراه Th به طور كلي غني‌شدگي دارند. اين در حالي است كه عناصر با پتانسيل يوني بالا و غير متحرک چون Yb و Nb فراواني پاييني دارند. غنی‌شدگي Th و Rb , Ba و افت عناصر Ti و Nb در الگوي عناصر كمياب از ويژگی‌های ماگماهای دگرگون شده بر اساس سازوكار تبلور بخشی عادی در محيط‌های زمين ساختی وابسته به فرورانش است [۴۵،۴۴].

ناهنجاری منفی Ti و Nb با جدايش فازهای تيتانيوم‌دار چون تیتانیت، تیتانومگنتیت توجیه می‌شود. همچنين اين ناهنجاری، می‌تواند در ارتباط با فرایندهای سنگ‌زایی چون مشاركت پوسته قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی باشد [۴۶]. غنی‌شدگی از U و K نیز بیانگر نقش سنگ‌های پوسته‌ای در تشکیل ماگماست [۴۷]. كمبود عناصر با شدت ميدان بالا (HFSE، چون Nb و Ti) نیز مشخصه سنگ‌های وابسته به فرورانش است [۴۸] و چنین الگویی در نمودارهای عنکبوتی مربوط به توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری آشکارا دیده می‌شود.

کلمن و همکاران [۴۹] دو مدل برای توضیح چگونگی ایجاد ناهنجاری Nb در ماگماهای وابسته به مناطق فرورانش دارند. به باور آنها نگهداری Nb توسط روتیل موجود در گوه گوشته‌ای بالای ورقه فرورانده باعث تهی شدگی ماگمای ایجاد شده از این عناصر می‌شود و همچنین ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای که به طور انتخابی، به وسیله سیال‌های آبدار، از عناصر ناسازگار غنی شده است. این در حالی است که گوه گوشته‌ای یاد شده از Nb فقیر است، زیرا این عنصر به آسانی توسط سیال‌ها انتقال نمی‌یابد. نبود روتیل در پریدوتیت گوشته‌ای عادی و همچنین حل پذیری بالای روتیل در مذاب‌های بازالتی فرضیه نخست را با اشکال جدی روبرو کرده است. از آنجا که روتیل یک کانی فرعی رایج در اکلوژیت است، می‌توان فرض کرد که سیال‌های آزاد شده از ورقه فرورونده از Nb و یا سایر HFSEها تهی باشند. بنابراین می‌توان وجود ناهنجاری منفی Nb در ماگمای وابسته به فرورانش را به دلیل حضور روتیل و سایر کانی‌های نام برده در ورقه اقیانوسی آبزدایی شده دانست [۵۰].

به طور کلی و با توجه به موارد بیان شده، در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۱۰)، ناهنجاری منفی Ti وNb نمایان است. این ناهنجاری را باید مربوط به ترکیب شیمیایی منبع مولد ماگما دانست. همچنین، از آنجاکه Ba به عنوان عنصری با تحرک بالا از محلول‌های برآمده از صفحه فرورونده آزاد می‌شود [۵۱]، از آن برای ردیابی اجزای سیال در محل شکل‌گیری ماگما استفاده می‌شود. عناصر خاکی نادر سبک و توریم در رسوب‌های فرورونده غنی هستند و می‌توان از آنها نیز به عنوان ردیاب رسوب‌های شرکت کننده در منطقه ذوب استفاده کرد [۵۱-۵۳] رفتار عناصر نادر نشان می‌دهد که نسبت‌های بالای Ba/Th به احتمال بسیار مربوط به دگرنهادی گوشته توسط محلول‌های برآمده از صفحه فرورونده است، در حالی که نسبت‌های بالا و مثبت Th/Nd، Th/Nb، U/Nb، Th/La و همچنین نسبت بالای La/Sm بهنجار شده با کندریت به احتمال بسیار مربوط به شرکت رسوب‌ها و مواد پوسته‌ای در ناحیه ذوب است. این در حالی است که نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری مقادیر بالای Th/Nb و La/Sm بهنجار شده را نشان می‌دهند که نشانگر شرکت بیشتر رسوب‌ها و مواد پوسته‌ای در ناحیه ذوب نسبت به محلول‌های برآمده از تیغه فرورونده است [۵۴].



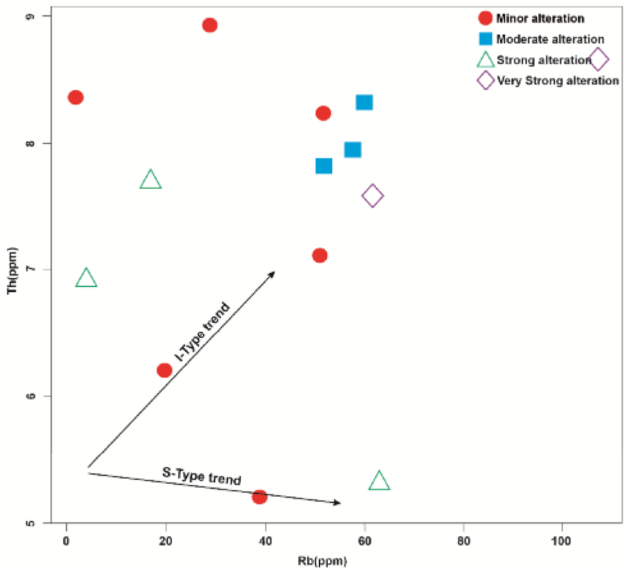
شکل ۱۰ نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۴۳] برای(نمونه‌های با دگرسانی کمتر توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.2.14.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.2.311]

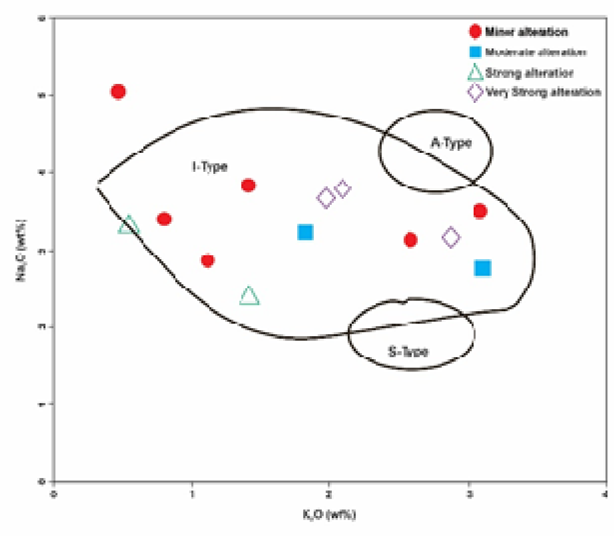
ویژگی‌های زمین شیمیایی از قبیل نسبت‌های Nb/U, Ta/Th, Nb/Y, Ba/Nb در کنار موقعیت نمونه‌ها بر نمودارهای مختلف محیط زمین ساختی، گویای شکل گیری سنگ‌های مورد بررسی در محیطی وابسته به فرورانش در کرانه فعال قاره‌ای است.

سنگ‌زایش واحدهای سنگی

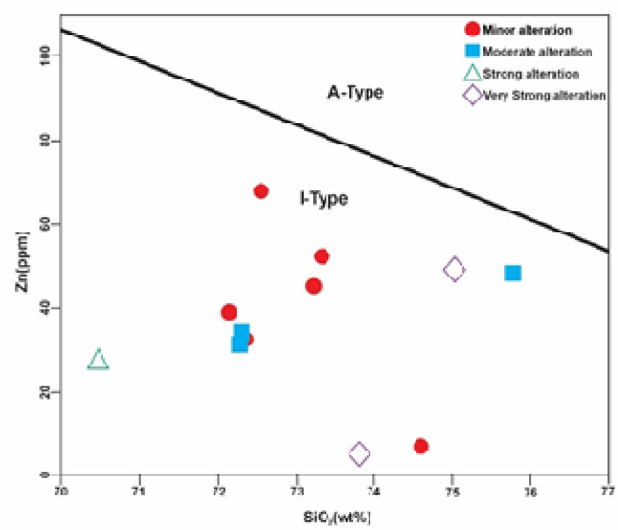
بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی می‌توان گفت که نمونه‌های نفوذی آهکی قلیایی در منطقه مورد بررسی از نوع I هستند. وجود کانی‌های تیره چون بیوتیت، هورنبلند و کانی فرعی اسفن در نمونه‌های سنگی منطقه نیز این امر را تأیید می‌کند [۵۵،۵۶]. همچنین، افزایش Th نسبت به Rb روند تکاملی ویژه گرانیت‌های نوع I است که در نمونه‌های سنگی این منطقه دیده می‌شود [۵۵] (شکل ۱۱). همچنین برپایه نمودارهای Na_2O نسبت به K_2O [۵۷] (شکل ۱۲) و Zn نسبت به SiO_2 [۵۸] (شکل ۱۳) نیز نمونه‌های منطقه درآلو باید از نوع گرانیت‌های نوع I باشند.



شکل ۱۱ نمودار تغییرات Rb نسبت به Th [۵۵] نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری که نشان دهنده روند افزایشی Th نسبت به Rb و بیانگر تکامل ویژه گرانیت‌های نوع I است.



شکل ۱۲ نمودار تغییرات Na_2O نسبت به K_2O [۵۷] که براساس آن، نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری در گستره نوع I قرار دارند.



شکل ۱۳ نمودار Zn نسبت به SiO_2، [۵۸] که بر پایه آن، همه نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری در گستره گرانیت‌های نوع I واقع هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.2.14.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.2.311]

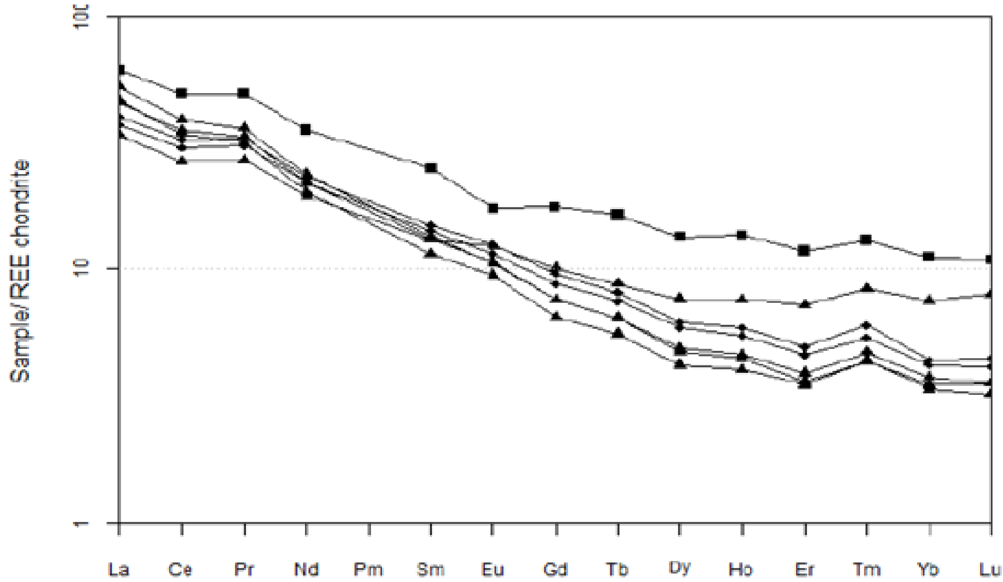
نمونه‌های مورد بررسی، دارای مقدار سیلیس بین ۶۳ تا ۷۲ درصد و مقدار کم نیکل هستند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که ماگمای اولیه تولید کننده این واحدها در تعادل با مذاب‌های برآمده از گوشته نیست. میانگین نسبت Nb/Ta برای سنگ-های برآمده از پوسته ۱۱-۱۲ و برای سنگ‌های ناشی از گوشته ۱۷٫۵ است [۵۹]. میانگین این نسبت در واحدهای گرانیتوئیدی مورد بررسی حدود ۱۲ است که نشان می‌دهد که خاستگاه سنگ‌های آهکی قلیایی می‌تواند ماگماهای پوسته‌ای باشد.

براساس یافته‌های روبرتس و کلمنتس [۶۰] در مورد فرایند ذوب‌بخشی، پیشنهاد شده است که ماگماهای اسیدی آهکی قلیایی نوع I می‌توانند از ذوب بخشی آب‌دار سنگ‌های دگرگونی آهکی قلیایی مافیک تا حدواسط تولید شوند.

الگوی عناصر خاکی نادر (REE) برای بررسی تغییر و تحولات ماگماهای مولد نسبت به ماگماهای اولیه و همچنین تعیین خاستگاه و شباهت زایشی آنها، اهمیت ویژه‌ای برخوردارند. از این رو، الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۶۱] (شکل ۱۴) برای نمونه‌های منطقه مورد بررسی رسم شد. این روند تغییرات در نمودار برای همه نمونه‌ها دارای شیب منفی بوده و نشانگر غنی شدگی آشکار در عناصر خاکی نادر سبک (LREE) در مقایسه با عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) و سنگین (HREE) است. غنی‌شدگی LREEها در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت [۶۱] می-تواند به درجه ذوب‌بخشی پایین، یا خاستگاه به نسبت غنی از عناصر قلیایی سنگ‌های وابسته به مناطق فرورانش و یا آلایش ماگما با پوسته نسبت داده شود [۶۲،۴۷]. البته الگوی بخش HREE به صورت مسطح بوده و نشان دهنده عدم تهی نشدن شدید آنها در منطقه است. این امر بیانگر شکل گرفتن ماگمای تولید کننده این سنگ‌ها از اعماق بالاتر از گستره پایداری گارنت (بیشتر از ۷۰ کیلومتر) است [۶۵،۶۳].

تبلور هورنبلند در ماگماهای فلسی می‌تواند منجر به غنی-شدگی LREE/HREE شود، عناصر خاکی نادر در هورنبلند-های مذاب فلسی و حدواسط رفتار سازگار دارند. همچنین در این نوع مذاب‌ها، فازهای فرعی چون اسفن، زیرکن و آپاتیت نیز می‌توانند اثر بسیار بر الگوی REEها گذاشته و باعث فقیرشدگی محدود HREEها می‌شوند.

ناهنجاری منفی Eu نشان‌دهنده نقش پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم در فرایند تبلور جدایشی بوده و همچنین از ویژگی‌های ماگماهای آهکی قلیایی است [۶۵] و می‌توان آن را مربوط به محیط‌های فرورانشی نیز دانست [۶۷،۶۶] این در حالی است که ناهنجاری Eu در بیشتر نمونه‌های منطقه درآلو به صورت نسبتاً جزئی و قابل چشمپوشی است (مقدار Eu/Eu* برابر با ۱٫۳۳ -۰٫۵۹ و به طور میانگین ۰٫۸۹). این امر نشان دهنده نقش محدود و کم اهمیت جدایش پلاژیوکلاز در جدایش و یا باقی نماندن آن در پسمانده ذوب است [۶۸]. این امر می‌تواند بیانگر شرایط اکسایش ماگما طی تبلور نیز باشد.



شکل ۱۴ الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۶۱] برای (نمونه‌های توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری با دگرسانی کمتر).

[DOI: 10.52547/ijcm.30.2.311]

نتایج بررسي REEها در مجموعه نمونه‌ها با یافته‌های بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی عناصر اصلي و کمیاب همخوانی خوبی نشان می‌دهند. برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌های آپاتیت و اسفن مهمترین کانی‌های فرعی گرانیتوئید مورد نظر هستند و از آنجا که این کانی‌ها به عنوان حامل‌های عناصر خاکی نادر، اغلب مقادیر بالاي LREEها را در خود دارند، باید گفت که تمرکز به نسبت بالاي این عناصر در گرانیتوئیدهای مورد بررسی مربوط به ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I است.

به طور کلی می‌توان گفت که ترکیب‌های شیمیایی توده‌های نفوذی منطقه مورد بررسی بیشتر سازگار با خاستگاهی بوده که در آن ذوب همراه با آب‌زدایی از سنگ‌های پوسته زیرین مافیک صورت گرفته است. بر پایه نمودارهای REEهای بهنجار شده نسبت به کندریت آمفیبول در ترکیب محل منبع پایدار است. این در حالی است که ناهنجاری‌های منفی از عناصر Sr و Eu نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز در محل خاستگاه سنگ‌های نفوذی منطقه پایدار نبوده است [۶۹].

برداشت

بررسی‌های صحرایی و زمین شیمیایی نشان می‌دهند که توده نفوذی نیمه عمیق درآلو پورفیری با ماهیت آهکی قلیایی از مجموعه‌ای از توده‌های گرانودیوریت تا مونزوگرانیت تشکیل شده است. برپایه بررسی‌های زمین شیمیایی انجام شده بر نمونه‌های توده نفوذی درآلو، مذاب از نوع I با ماهیت متاآلومین تا پرآلومین است. الگوی تغییرات عناصر نادر بهنجار شده با گوشته اولیه نشان دهنده غنی‌شدگی نسبی نمونه‌ها از LILEها نسبت به HFSEها در بیشتر نمونه‌هاست. این امر همراه با استفاده از نمودارهای تشخیصی گوناگون، بیانگر شکل‌گیری منطقه مورد بررسی در یک محیط کمان آتشفشانی است. سنگ‌های منطقه آشکارا ویژگی‌های ماگماهای آهکی قلیایی را نشان می‌دهند بر این اساس به نظر می‌رسد که مجموعه نفوذی درآلو به احتمال بسیار در یک کرانه فعال قاره‌ای در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی گسترش یافته است به طوری که در اثر ذوب گوه گوشته‌ای دگرنهاده در پهنه فرورانش، ماگماهای بازیک تولید و سپس این ماگماهای برآمده از گوشته به درون قاعده پوسته زیرین نفوذ و سبب ذوب بخشی سنگ‌های متابازیک پوسته زیرین و گسترش ماگمای فلسیک شده‌اند.

قدردانی

نویسنده اول (م. پارسایی) از قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء (ص) و همچنین شرکت ملی صنایع مس ایران به جهت حمایت‌های مالی تحقیق حاضر تشکر می‌نماید. همچنین نویسندگان از دقت نظر و راهنمایی‌های ارزنده داوران محترم، صمیمانه سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Allen M., *"Late Cenozoic re-organization of the Arabia-Eurasia collision and the comparision of short-term and long-term deformation rates*", Tectonics 23: TC2008 (2004) 1-16.

[2] Berberian F., Muir I., Pankhurst R., Berberian M., *"Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran",* Journal of the Geological Society, v. 139, no. 5, p. 605-614.

[3] Hassanzadeh J., Stockli L.D., Axen G.J., Walker J.D., Dewane T.J., *"Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab–Zanjan area NW Iran*", Geological Society of America. Abstracts with Programs., 36 (5) (2004) 319.

[4] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., *"Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation*", International Journal of Earth Sciences 94 (2005) 401–419.

[5] Vincent S. J., Allen M. B., Ismail-Zadeh A. D., Flecker R., Foland K. A., Simmons M. D., *"Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region*", Geological Society of America Bulletin 117: (2005) 1513–1533.

[6] McQuarrie N., Stock J., Verdel C., Wernicke B., *"Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions",* Geophysical Research Letters, v. 30 (2003) no. 20.

[7] Allen M., Kheirkhah M., Neill I., Emami M., McLeod C., *"Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism:Quaternary lavas from Kurdistan Province*", Iran: Journal of Petrology, v. 54, no. 5, (2013) p. 887-911.

[8] Verdel C., Wernicke B. P., Hassanzadeh J., Guest B., *"A Paleogene extensional arc flare-up in Iran",* Tectonics 30 (2011) TC3008, Doi: 10.1029/2010TC002809.

[9] Mirnajad H., Hassanzadeh J., Cousens B.L., Taylor B.E., *"Geochemical evi-dence for deep*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.2.14.0]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.2.311]

exhumation processes", CSIRO Scientific Research Report 41 (2003).

[20] Atapour H., *"Geochemistry and metallogenic of igneous rocks in Dehaj-Sardoieh belt, Kerman*", Ph.D. Thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Iran, (2007) 280 pp.

[21] Hassanzadeh J., *"Metallogenic and tectono-magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahr e Babak area, Kerman province)*", Ph.D. thesis, University of California, Los Angeles (1993) 204 pp.

[22] McInnes B. I. A., Evans N. J., Fu F. Q., Garwin S., Belousova E., Griffin W. L., Bertens A., Sukama D., Permanadewi S., Andrew R. L., Deckart K., *"Thermal history analysis of selected Chilean, Indonesian, and Iranian porphyry Cu–Mo–Au deposits. In: Porter, T.M. (Ed.), Super Porphyry Copper and Gold Deposits",* a Global Perspective. PGC publishing, Adelaide, (2005) pp. 1–16.

[23] Zolnaj S., Timotijevic S., Grabeljsek V., *"Geological map of Sarduiyeh, 1:100000 Series Sheet*", Geological Survey of Iran (1972).

[24] Lechler D.j., Desiles M.O., *"A review of the use of loss ignition as a measurement of total volatiles in Whole-rock analysis*", Chemical Geology, 63(1987) 341-344.

[25] Daly K.B., *"A study of the mafic plutons along the Bloody Bluff Fault in northeastern Massachusetts: Placing constraints on the tectonic environment using geochemical and petrologic analysis*", M.Sc. thesis, Boston College, 157p (1987).

[26] McLemore V.T., Munroe E.A., Heizler M.T., McKee C., *"Geochemistry of the Copper Flat porphyry and associated deposits in the Hillsboro mining district, Sierra County*", Use: Journal of Geochemical Exploration ,66 (1999) 167-189.

[27] Whitney J., *"A Origin and evolution of silicic magmas", Reviews in Economic Geology, 4(1989)183-203. isotopes and possible link to Subduction- related origin of some A-type granites",* Chemical Geology, 274(2010) 94-107

[28] Middlemost E.A.K., *"Magmas and magmatic rocks. Longman"* (1985).

[29] Winchester J.A., Floyd P.A., *"Geochemical discrimination of immobile elements"*, Chemical Geology. 20 (1977) 325-343.

[30] Irvine T.N., Baragar W.R.A., *"A guide to the chemical classification of common volcanic rocks: Can*", Journal of Earth Science, 8 (1971) p. 523-548.

mantle melting and lithospheric delamination as the origin of theinland Damavand volcanic rocks of northern Iran", J. Volcanol. Geoth.Res. 198 (2010) 288-296.

[10] Maghdour-Mashhour R., Esmaeily D., Shabani A. A. T., Chiaradia M., Latypov R., *"Petrology and geochemistry of the Karaj Dam basement sill: Implications for geodynamic evolution of the Alborz magmatic belt*", Chemie der Erde-Geochemistry.V 75 (2015) pp 237-260.

[11] Moradian A., *"Geochemistry, geochronology and petrography of feldspathoid bearing rocks in Urumieh-Dokhtar volcanic belt, Iran: Unpublished PhD thesis, University of Wollongong*", Australia (1997).

[12] Shahabpour J., *"Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz*", JAESc 24 (2005) 405-417.

[13] McClay K., Whitehouse P., Dooley T., Richards M., *"3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence: Marine and Petroleum Geology*", v. 21, no. 7 (2004) p. 857-877.

[14] Mohajjel M., Fergusson C. L , Sahandi M. R., *"Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone*", western Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 21, no. 4, (2003) p. 397-412.

[15] Ricou L.E., *"Tethys reconstructed: plates continental fragments and their boundariessince 260 Ma from Central America to south-eastern Asia*", Geodin. Acta7 (1994) 169–218.

[16] Dimitrijevic M.D., *"Geology of Kerman region*", (Inst. for Geological and Mining Exploration and Investigation of Nuclear and other Mineral Raw Materials (1973).

[17] Ghorashizadeh M., *"Development of hypogene and supergene alteration and copper mineralization patterns, Sarcheshmeh porphyry copper deposit*", Iran. M.Sc. Thesis, Brock University, Canada (1978) 223 pp.

[18] Shafiei B., Haschke M., Shahabpour J., *"Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks*", southeastern Iran: Mineralium Deposita, v. 44 (2009) p. 265–283, doi: 10 .1007 /s00126 -008 -0216 -0 .

[19] McInnes B. I. A., Evans N. J., Belousova E., Griffin W. L., *"Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: timing of mineralization and*

constraints on mantle evolution", Earth Planet. Sci. Lett. 79 (1986) 33-45.

[43] Sun S. S., McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SaundersAD*", Norry MJ (eds) Magmatism in ocean basins: Geological Society of London Special Publications 42 (1989) 313–345.

[44] Wilson M., *"Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*", Harper Collins Academic, (1990) 466 p.

[45] Verma S. P., Pandarinath K., Verma S. K., Agrawal S., *"Fifteen new discriminant-function-based multi-dimensional robust diagrams.for acid rocks and their application to Precambrian rocks",* Lithos, V. 168, p. 113–123.

[46] Tchameni R., Pouclet A., Penay J., Ganwa A. A., Toteu S. F., *"Petrography andgeochemistry of the Ngaondere Pan African granitoids in Central North Cameroon:Implication for their sources and geological setting*", Journal of African Earth Sciences. 44 (2006) 511 529.

[47] Almeida M.E., Macambira M.J.B., Oliveira E.C., *"Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield",* Precambrian Research., 155: 69–97.

[48] Pearce J.A., *"Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: R.S. Thorpe (Editor), Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*", Wiley, New York (1982). 525-548.

[49] Keleman P.B., Yogodzinski G.M., Scholl D.W., *"Along strike variation in lavas of the Aleutian island arc: Implications for the genesis of high Mg# andesite and the continental crust, Chap. 11. In AGU Monograph*", American Geophysica Union(ed. J. Eiler). American Geophysical Union (2004).

[50] Straub S. M., *"Mantle origin of andesites in the central Mexican Volcanic Belt: Goldschmidt Conference Abstracts",* (2006).

[51] Brenan J. M., Shaw H. F., Phinney D. L., Ryerson F. J., *"Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts*", Earth Planet Science Letters 128 (1995) 327–339.

[52] Johnson M. C., Plank T., *"Dehydration and melting experiments constrain the fate of*

[31] Maniar P. D., Piccoli P. M., *"Tectonic discrimination of granitoids",* Geological Society of America Bulletin 101 (1989) 635–643.

[32] Zen E-An., *"Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization, some mineralogical and petrographic constraints*", Journal of petrology, 27 (1986) 1095-1118.

[33] Waight T. E., Weaver S. D., Muir R. J., *"The Hohonu Batholith of North Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H2O contents and generated during tectonic transition,* Contribution to Mineralogy and Petrology 130 (1998) 225–239.

[34] Pearce J. A., Cann J. R., *"Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*", Earth and Planetary Science Letters 19 (1973) 290–300.

[35] Schandl E.S., Gorton M.P., *"Appplication of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments*", Economic Geology, vol, 97 (2002) p.629–642.

[36] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*", Journal of Petrology 25 (1984) 956–983.

[37] Joron J.L., Treuil M., *"Utilisation des proprietes des elements fortement hygromagmatophiles pour l'etude de la composition chimique et de heterogeneite du manteau",* Bulletin de La Societe' Geologique France., 19 (1977) 1197-1205.

[38] Temel A., Gundogdu M.N., Gourgaud A., *"Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey*", J. Volcanol. Geoth. Res. 85 (1998) 327 354.

[39] Pearce J.A., *"The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth. C.J., Norry, M.J. Eds. Continental basalts and mantle xenoliths*", Shiva, Nantwhich. (1983) 230-249

[40] Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P., *"The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States",* J. Petrol. Special Lithosphere Issue (1988) 331 349.

[41] Rudnick R.L., Fountain D. M., *"Nature and composition of the continental crust: a lower crustal pers pective*", Rev. Geophysics, 32 (1995) 267-309

[42] Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White M., *"Nb and Pb in oceanic basalts: new*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.2.14.0]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.2.311]

evidence and tectonic implication", Lithos 46 (1999) 505- 521.

[63] Sedighian S., Dargahi S., Arvin M., *"Petrochemistry of Khunrang intrusive complex, southeast of Kerman, Iran: Implications for magmatic evolution of Sanandaj-Sirjan zone in the Mesozoic time*", Journal of African Earth Sciences 134 (2017) 149e165. www.elsevier.com/locate/ jafrearsci.

[64] Dokuz A., Tanyolu E., Genc S., *"A mantle- and a lower crust-derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive omplex",* International Journal of Earth Sciences 95 (2006) 370-394.

[65] Iannizzotto N. F., Rapela C. W., Baldo E. G. A., Galindo C., Fanning C. M., Pankhurst R. J., *"The Sierra Norte-Ambargasta batholith: Late Ediacarane- Early Cambrian magmatism associated with Pampean transpressional tectonics",* Journal of South American Earth Sciences 42 (2013) 127-143.

[66] Dong G., Mo X., Zhao Zh., Zhu D., Goodman R.C., Kong H., Wang Sh., *"Zircon U–Pb dating and the petrological and geochemical constraints on Lincang granite in Western Yunnan, China: Implications for the closure of the Paleo-Tethys Ocean*", Journal of Asian Earth Sciences 62 (2013) 282-294.

[67] Bea F., Mazhari A., Montero P., Amini S., Ghalamghash J., *"Zircon dating, Sr and Ndisotopes, and element geochemistry of the Khalifan pluton, NW Iran: evidence for Variscan magmatism in a supposedly Cimmerian superterrane*", Journal of Asian Earth Sciences 40 (2011) 172-179.

[68] Gao Z., Zhang H., Yang H., Pan F., Luo B., Guo L., Xu W., Tao L., Zhang L., Wu J., *"Back-arc basin development: constraints on geochronology and geochemistry of arc like and OIB-like basalts in the Central Qilian block (Northwest China),* Lithos, 310- 311, 255–268. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.04.002

[69] Chekani Moghadam M., Tahmasbi Z., Ahmadi- Khalaji A, Francisco Santos J., *"Petrogenesis of Rabor-Lalehzar magmatic rocks (SE Iran): Constraints from whole rock chemistry and Sr-Nd isotopes*", Journal of Iran Earth Science, Year 27, Number 108, Summer (2016), p 13-26.

subducted sediments. Geochemistry, Geophysics", Geosystems 1(12). DOI: 10.1029/1999GC000014.

[53] Ayers J. C., Dittmer S. K., Layne G. D., *"Partitioning of elements between peridotite and H2O at 2.0–3.0 GPa and 900–1100 °C, and application to models of subduction zone processes*", Earth and Planetary Science Letters 150 (1997) 381–398.

[54] Swain G., Barovich K., Hand M., Ferris G., Schwarz M., *"Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South*", Australian Craton. Precambrian Research 15:180-196 (2008).

[55] Liu Sh., Hu R., Gao Sh., Feng C., Huang Zh., Lai Sh., Yuan H., Liu X., Coulson I.M., Feng G., Wang T., Qi Y., *"U–Pb zircon, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on the age and origin of Early Palaeozoic I-type granite from the Tengchong–Baoshan Block, Western Yunnan Province*", SW China. Journal of Asian Earth Sciences 36 (2009) 168-182.

[56] Kibici Y., Ilbeyli N., Yıldız A., Bagcı M., *"Geochemical constraints on the genesis of the Sarıcakaya intrusive rocks, Turkey: Late Paleozoic crustal melting in the central Sakarya Zone*", Chemie der Erde 70: 243-256.

[57] Chappell B.W., White A.J.R., *"Two contrasting granite types. 25 years later*", Australian Journal of Earth Science, v. 48 (2001) p.482-499.

[58] Newberry R.J., Burns L.E., Swanson S.E., Smith T.E., *"Comparative petrologic evolution of the Sn and W granites of the Fairbanks-Circle area, Petrogenesis and Mineralising Processes*", Geological Society of America, Special Paper, 246 (1990) 121–142.

[59] Green T.H., *"Experimental studies of trace element partitioning applicable to igneous petrogenesis-Sendona 16 years later*", Chemical Geology 117 (1994) 1-36.

[60] Roberts M.P., Clemens J.D., *"Origin of high-potassium, calc-alkaline*", I-type granitoids. Geology., 21 (1993) 825–828.

[61] Boynton WV., *"Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (ed) Rare earth element geochemistry",* Elsevier, Amsterdam 63–114 (1984).

[62] Parada M. A., Nystrom J. O., Levi B., *"Multiple source for the Coastal Batholith of Central Chile: geochemical a Sr-Nd isotopic*